Capítulo 0

Características paleoclimáticas del Atlántico Norte

Contenido:

0.0. El clima del Atlántico Norte: la NAO
0.1. Periodicidades de fenómenos que afectan el clima de la región del Atlántico Norte
0.2. Oscilaciones milenarias en el sistema climático
0.3. El ciclo climático de 1.500 años del Atlántico Norte
0.4. Causas de las oscilaciones climáticas de escala milenaria
0.5. La circulación termohalina y el NADW

VISIT…

LANZAROTE

Caliente.com

Subcapítulo 0.0. EL CLIMA DEL ATLÁNTICO NORTE: LA NAO.

0.0.1.El North Atlantic Oscillation (NAO).

0.0.1.1. Qué es la NAO?

La oscilación del Atlántico Norte (el North Atlantic Oscillation (NAO)) es uno de los modos de variabilidad a gran escala en el sistema climático (Lamb & Peppler, 1987; Hurrell, 1995; Hurrell & van Loon, 1997; Shabbar et al., 2000). En el Atlántico Norte, la circulación atmosférica muestra normalmente un fuerte contraste meridional (contraste Norte-Sur) de las presiones atmosféricas. Así, en las regiones septentrionales (p.ej. zona de Islandia) existen bajas presiones, mientras que en las regiones subtropicales (p.ej. zona de las Azores y Lisboa) existen altas presiones (**Fig. 0.0.1** y **0.0.2**). Este contraste de presiones dirige los vientos superficiales y las tormentas de invierno de las latitudes medias, desde el W al E a través del Atlántico Norte, aportando aire cálido y húmedo al continente Europeo. Los meteorólogos han constatado que, en estaciones de Islandia y de las Azores, las presiones mensuales promediadas en el nivel del mar muestran una relación desfasada entre ellas, particularmente durante invierno. Durante los periodos invernales, existen tendencias marcadas de la presión en el nivel del mar, constatándose presiones más bajas de lo normal en Islandia asociadas a presiones más altas de lo normal en las Azores, y viceversa.

Esta fluctuación se denomina la NAO (Lamb & Peppler, 1987; Hurrell, 1995; Hurrell & van Loon, 1997). Está relacionada a cambios sensibles en la velocidad promediada del viento, así como su dirección sobre el océano, y a cambios asociados en las trayectorias de las tormentas de invierno y sus efectos sobre el océano y Europa (Lau & Nath, 1991; Harrell, 1996; Rogers, 1997; Serreze et al., 1997; Rodwell et al., 1999). La NAO es el modo dominante de la variabilidad atmosférica en el sector del Atlántico Norte a través del año, pero es mucho más pronunciado durante la estación de invierno (Hurrell, 1995; Rodwell et al., 1999; Watanabe & Nitta, 1999; Shabbar et al., 2000).

0.0.1.2. El índice de la NAO.

El índice de la NAO es un parámetro que caracteriza la distribución de masas atmosféricas entre la zona de bajas presiones de Islandia y la zona de altas presiones de las Azores (Rogers, 1984), constituyendo una medida sobre la fuerza y distribución de los vientos, dirigidos de W a E, en el Atlántico Norte. El índice se establece como la diferencia de presiones, a nivel del mar, entre: a) las estaciones de Ponta Delgada (Azores) y Akureyri (Islandia), o b) las estaciones de Lisboa (Portugal) y Stykkisholmur (Islandia), o c) las estaciones de Gibraltar e Islandia.

Las características de una fase con *índice positivo* de la NAO son (**Fig. 0.0.1**):

a) El centro de altas presiones subtropical (zona de las Azores) presenta presiones más altas de lo normal. Asimismo, el centro de bajas presiones subpolar (zona de Islandia) presenta presiones más bajas de lo normal.

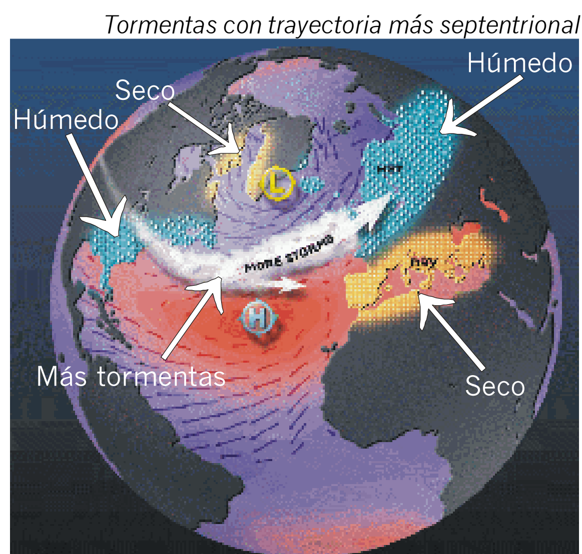


Fig. 0.0.1. Fase positiva de la NAO. Extraído de http://www.ldeo.columbia.edu/NAO/ (ligeramente modificado).

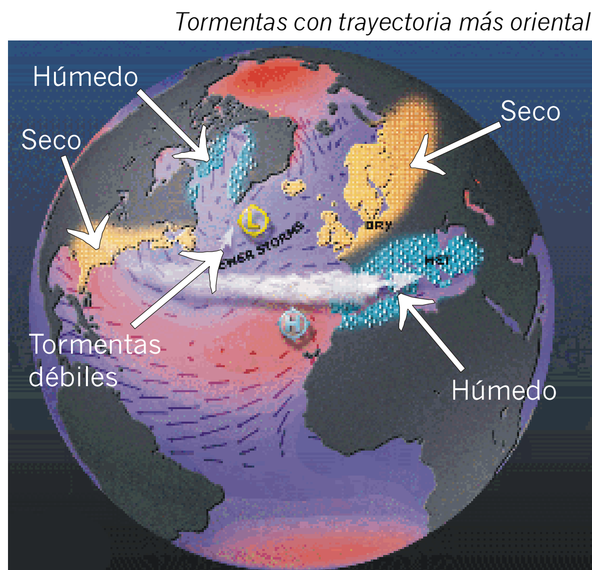


Fig. 0.0.2. Fase negativa de la NAO. Extraído de http://www.ldeo.columbia.edu/NAC (ligeramente modificado).

b) Como consecuencia, el gradiente de presión aumenta, favoreciendo el aumento en la cantidad e intensidad de tormentas de invierno. Debido a la importante 'pantalla' que representa el centro de altas presiones subtropicales, las tormentas atraviesan el Atlántico Norte siguiendo una trayectoria más vertical, hacia el Norte.
c) Esta trayectoria de las tormentas provoca inviernos cálidos y secos en Europa Meridional (Mediterráneo), inviernos cálidos y húmedos en Europa Septentrional, inviernos templados y húmedos en la costa oriental de USA, e inviernos fríos y secos en el N de Canadá y Groenlandia.

Las características de una fase con *índice negativo* de la NAO son (**Fig. 0.0.2**):

a) El centro de altas presiones subtropical (zona de las Azores) es débil, presentando presiones más bajas de lo normal. Asimismo, el centro de bajas presiones subpolar (zona de Islandia) presenta un centro de bajas presiones débiles.
b) Como consecuencia, el gradiente de presión disminuye, favoreciendo la disminución en la cantidad e intensidad de tormentas de invierno. Debido a la débil 'pantalla' que representa el centro de altas presiones subtropicales, las tormentas atraviesan el Atlántico Norte siguiendo una trayectoria más horizontal, hacia el Este.
c) Esta trayectoria de las tormentas provoca inviernos húmedos en Europa Meridional (Mediterráneo), inviernos fríos y secos en Europa Septentrional, inviernos fríos en la costa oriental de USA, e inviernos más templados en Groenlandia.

El índice de la NAO muestra una gran variabilidad a lo largo de los 175 años de registro instrumental. El análisis espectral realizado en diversos estudios muestra la existencia de periodicidades situadas en 24.8 y 2.1 años (Hurrell, 1995). Asimismo, se ha determinado la existencia de una periodicidad de 70 años; el último ciclo completo de 70 años se sitúa entre los altos índices de la década de los 20 y los altos índices de la década de los 90. El índice explica una gran parte del comportamiento atmosférico del Atlántico Norte (Cayan, 1992).

0.0.1.3. Modelos propuestos sobre el origen de la NAO.

En los últimos años han sido propuestos diversos modelos sobre el origen de la NAO. Por una parte, varios estudios consideran que el mecanismo de la NAO se origina principalmente como consecuencia de un proceso atmosférico (Barnett, 1985). Asimismo, existen modelos que consideran la actuación de otros sistemas, como: las oscilaciones del vortex polar (Perlwitz & Graf, 1995; Kodera et al., 1996), la disminución de ozono (Graf et al., 1995; Perlwitz & Graf, 1995), los gases de efecto invernadero (Shindell et al., 1999) o el volcanismo (Robock & Mao, 1992; Kodera, 1994). No obstante, el modelo que integra actualmente el mayor número de científicos es el que considera el sistema acoplado océano+atmósfera.

Para éstos últimos investigadores, la variabilidad de la NAO se encuentra determinada fundamentalmente por una interacción acoplada e inherente entre el océano y la atmósfera del Atlántico (Cayan, 1992; Kushnir, 1994; Battisti et al., 1995; Delworth, 1996; Hansen & Bezdek, 1996; Kitoh et al., 1996; Deser & Timlin, 1997; Frankignoul et al., 1997; Prisenberg et al., 1997; Barsugli & Battisti, 1998; Saravanan, 1998; Saravanan & Williams, 1998; Timmermann et al., 1998; Visbeck et al., 1998; Watanabe & Nitta, 1998; Weng & Neelin, 1998; Goodman & Marshall, 1999). De esta forma, la respuesta de baja frecuencia del océano a un forzamiento atmosférico (con su respectivo efecto 'feedback'

sobre la circulación atmosférica) originaría las oscilaciones detectadas en la NAO. Por otra parte, Deser & Blackmon (1993) mostraron que la temperatura de la superficie del mar en invierno, la formación de hielo en el mar, y las fluctuaciones atmosféricas en el giro subpolar, cambiaban sincrónicamente en periodos de decenas de años. Este modelo de interacción océano+atmósfera ha ido incorporando nuevos elementos, como la influencia determinada por la circulación termohalina (THC) y la influencia del *Sea Surface Temperature* (SST), cuyas anomalías reforzarían la NAO (Alexander & Deser, 1995; Hansen & Bezdek, 1996; Sutton & Allen, 1997; Timmermann et al., 1998).

Subcapítulo 0.1. PERIODICIDADES DE FENÓMENOS QUE AFECTAN EL CLIMA DE LA REGIÓN DEL ATLÁNTICO NORTE.

La variabilidad de los fenómenos naturales que suceden en la región del Atlántico Norte es un factor clave para comprender el clima global (Broecker, 1997; Broecker, 2001; O´Sullivan et al., 2002). Esta variabilidad ocurre en diferentes periodicidades (**Fig. 0.1.1**). Así, los cambios relacionados a factores orbitales y a la circulación termohalina (THC) ocurren en escalas temporales comprendidas entre 1.000 y 100.000 años. Por otro lado, las tendencias naturales de subdecenas y decenas de años están asociadas a cambios en la circulación atmosférica, cambios en la temperatura superficial marina (SST), y cambios en la salinidad oceánica. Los cambios de gran escala han sido conocidos sólo mediante el estudio de parámetros paleoclimáticos, mientras que las periodicidades más cortas han sido identificadas mediante datos instrumentales y de observación (O´Sullivan et al., 2002). Entre las periodicidades de alta frecuencia (subdecenas y decenas de años) y las periodicidades de baja frecuencia (escala milenaria) existe un rango de periodicidades centenarias menos conocidas. Estas periodicidades centenarias son demasiado largas para ser registradas mediante observación, y demasiado cortas para ser detectadas mediante los registros paleoclimáticos de alta resolución (O´Sullivan et al., 2002).

1.1. Periodicidades de subdecenas y decenas de años.

Las principales periodicidades de subdecenas y decenas de años, encontradas en varias bases de datos procedentes de la región del Atlántico Norte, se muestran en la **Fig. 0.1.2**. Estas periodicidades se describen brevemente:

Periodicidades situadas entre 2-2.9 años: son asociadas probablemente al Quasi-Biennial Oscillation (QBO) (Labitzke & van Loon, 1990).

Periodicidades situadas entre 5-6 años: pueden representar un harmónico del ciclo solar de 11 años de Schwabe (Lamb, 1977) o, alternativamente, pueden estar relacionadas con El Niño Southern Oscillation (ENSO) (Stuiver & Barziunas, 1993), el cual se ha demostrado que influye tanto en el North Atlantic Oscillation (NAO) (Friedrich & Muller, 1992; Hurrel, 1995) como en la fuerza y dirección del Gulf Stream (Taylor et al., 1998).

Periodicidades situadas entre 6-10 años: son identificadas en el CET (Central England Temperature) y en la NAO. En los 700 años más recientes del testigo de hielo GISP2, se observan periodicidades situadas entre 6.4 y 7.5 años (White et al., 1996; Grootes & Stuiver, 1997).

Periodicidades situadas entre 10.5 y 12 años: representan probablemente el ciclo solar de 11 años de Schwabe, detectado en 10.4 años en el registro de C-14 atmosférico (Stuiver & Braziunas, 1993).

		Rango de periodicidad (años)
Parámetros orbitales	Excentricidad	10^4 - 10^5
	Oblicuidad	10^4
	Precesión	10^4
NADW (influencia orbital)		10^4 - 10^5
Eventos Dansgaard/Oeschger		10^3
Eventos Heinrich		10^3
Otros procesos geofísicos y geológicos		10^2 - 10^4
Variabilidad solar	Sunspot y otros ciclos	10^0 - 10^3
	Tamaño de la corona	10^1 - 10^2
	Otros ciclos (C-14 atmosférico)	10^0 - 10^4
Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO)		10^1 - 10^2
SST y anomalías de salinidad		10^0 - 10^1
North Atlantic Oscillation (NAO)		10^0 - 10^1
Gulf Stream Index (GSI)		10^0 - 10^1

Fig. 0.1.1. Rangos de periodicidades de los diversos fenómenos que influyen en el clima de la región del Atlántico Norte (adaptado de O´Sullivan et al., 2002).

Periodicidades situadas entre 16-19 años: detectadas en el SIC, en el C-14 atmosférico y en los testigos de hielo. Algunos autores las atribuyen a la influencia lunar (p.ej., Lamb, 1977; Schaaf & Thurow, 1997).

Periodicidades situadas entre 20-25 años: pueden estar asociadas con el ciclo de Hale o ciclo de 'sunspot doble' (Hoyt & Schatten, 1997).

Periodicidades situadas entre 61-70 años: representan probablemente la periodicidad climática global constatada por Schlesinger & Ramankutty (1994), caracterizado más recientemente para la región del Atlántico Norte como el Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) (Kerr, 2000; Enfield et al., 2001).

Periodicidades situadas entre 88-90 años: representan probablemente el ciclo solar de 'Gleissberg' (Hoyt & Schatten, 1997).

Base de datos	Periodicidad (años)									
CET (Folland, 1983)	2.2	3, 3.5		5.3	7.8		14		23	
CET (Dyer, 1976)	2.13						14.3		25	
CET (Plaut et al., 1995)				5.2	7.7		14.2		25	
CET (Baliunas et al., 1997)					7.5		14.4		23.5	
CET (Benner, 1999)		3.1 - 3.5		5.1 - 5.2	7.4 - 7.8		15		24	
CET (Stocker & Mysak, 1992)					7.4		15		24	
NAO1 (Hurrell & van Loon, 1984)	2				6 - 10					
NAO2 (Rogers, 1984)					7.3 - 8				20	
NAO1 (Benner, 1999)		3			7.6				22	
NAO1 (Goodman, 1999)	2.3				7 - 10					
QBO (Labitzke & van Loon, 1990)	2 - 3						11			
SST (Deser & Blackmon, 1993)	2.4		4.5				11 - 12			
C-14 atmosférico (Stuiver & Braziunas, 1989)										
C-14 atmosférico (Stuiver & Braziunas, 1993)				5.1, 5.7	6.4	10.4	13.2	16.9		
C-14 atmosférico (Stuiver & Braziunas, 1995)										
O-18/O-16 GRIP (Johnsen et al., 1997)							11.6	19.4		
Be-10 GRIP (Yiou et al., 1997 a, b)							10.5	19		
O-18/O-16 GISP2 (Stuiver et al., 1995)	2.7				6.3	9	11	16, 19 - 21		29
Deuterio GISP2 (White et al., 1993)	2.2, 2.4	3.3, 3.8	4.6		6.4 - 7.5		12.2	19.9		29.2
O-18/O-16 GISP2 (White et al., 1993)	2.2, 2.4, 2.7	3.3, 3.8	4.7	5.1	6.4 - 7.5		11.1, 12.1	19.9		29.2

Fig. 0.1.2. Periodicidades de subdecenas y decenas de años identificadas en las bases de datos de las series paleoclimáticas de la región del Atlántico Norte (adaptado de O´Sullivan et al., 2002).

0.1.2. Periodicidades centenarias.

Las periodicidades centenarias son mucho menos bien conocidas que las señales de decenas de años o las milenarias, ya que existen pocos datos instrumentales de suficiente longitud que garanticen registrarlas con fiabilidad estadística (O´Sullivan et al., 2002). En la **Fig. 0.1.3** se muestran las diferentes periodicidades observadas en diversos estudios paleoclimáticos. Los valores de estas periodicidades se describen brevemente:

Periodicidades presentes en el contenido de C-14 atmosférico: estas periodicidades se encuentran asociadas presumiblemente a la variabilidad solar. Representan un conjunto de periodicidades situadas en 123-130 años, 147-155 años, 208-229 años, 355-363 años, 444-457 años, y 508-512 años (Stuiver & Braziunas, 1989, 1993). Asimismo, otros registros paleoambientales también evidencian varias de estas periodicidades, como es el caso del $\delta^{18}O$ en el testigo GRIP (Yiou et al., 1997 a, b), del $\delta^{18}O$ y PCI en el testigo GISP2 (Stuiver et al., 1995; Mayewski et al., 1997), o en el CET (Benner, 1999).

0.1.3. Periodicidades milenarias.

La periodicidad de escala milenaria más destacable en los registros paleoambientales es la detectada alrededor de 1.500 años (concretamente en 1.470 años). Esta señal ha sido encontrada ampliamente en numerosos registros del planeta, como por ejemplo, en el $\delta^{18}O$ de los testigos de hielo de Groenlandia (Dansgaard et al., 1993; Grootes et al., 1993; Mayewski et al., 1997), en variaciones del contenido de *Ice-Rafted Debris* (IRD) en sedimentos marinos del Atlántico Norte (Bond et al., 1997; Bond et al., 1999; Bond et al., 2001), en el tamaño granulométrico y color del sedimento en testigos marinos (Bianchi & McCave, 1999; Chapman & Shackleton, 2000), en el tamaño granulométrico de secuencias lacustres (Campbell et al., 1998), en secuencias polínicas (Viau et al., 2002), o en las concentraciones de elementos de Tierras Raras en los sedimentos de la Bahía de Bengala (Sirocko et al., 1996). No obstante, Wunsch (2000) cuestiona la validez de esta periodicidad, sugiriendo que más que una periodicidad 'real' es, de hecho, un alias del ciclo anual producido por un muestreo de insuficiente resolución. Otras periodicidades de escala milenaria se muestran en la **Fig. 0.1.4**.

Base de datos	Periodicidad (años)									
CET (Baliunas et al., 1997)	102									
CET (Benner, 1999)	110		190							
CET (Stocker & Mysak, 1992)	100									
C-14 atmosférico (Stuiver & Braziunas, 1989)		143	218				420			
C-14 atmosférico (Stuiver & Braziunas, 1993)	126	148	206- 208					512		
C-14 atmosférico (Stuiver & Braziunas, 1996)	106, 123 - 130	147 - 155	208 - 229			355 - 363	444 - 457	508 - 512	720	951
O-18/O-16 GRIP (Yiou et al., 1997 a, b)	120	150, 180								
O-18/O-16 GISP2 (Stuiver et al., 1995)	120	155	211	242, 264	314		465	550		
PCI, GISP2 (Mayewski et al., 1993)								512		
Granulometría, sedimento lacustre (Campbell et al., 1998)				280	330			590		

Fig. 0.1.3. Periodicidades de escala centenaria identificadas en las bases de datos de las series paleoclimáticas de la región del Atlántico Norte (adaptado de O´Sullivan et al., 2002).

Base de datos	Periodicidad (años)				
C-14 atmosférico (Stuiver & Braziunas, 1993)			2256	2820	
C-14 atmosférico (Stuiver & Braziunas, 1995)			2104		
O-18/O-16 Camp Century (Dansgaard et al., 1984)		1470			
O-18/O-16 GRIP (Yiou et al., 1997 a, b)			2000		
O-18/O-16 GISP2 (Stuiver et al., 1997, 1993)	1050	1470		3300	
PCI GISP2 (Mayewski et al., 1993)		1450	2300		6100
Granulometría, sedimento lacustre (Campbell et al., 1998)	1030	1440 - 1540			
Granulometría, sedimento marino (Bianchi & McCave, 1999)		1500			
Color del sedimento (Chapman & Shackleton, 2000)	1000	1650			
IRD, sedimentos marinos (Bond et al., 1997)		1470+/-500			4670
$CaCO_3$, sedimentos marinos (Keigwin & Jones, 1994)				3600	4500

Fig. 0.1.4. Periodicidades de escala milenaria identificadas en las bases de datos de las series paleoclimáticas de la región del Atlántico Norte (adaptado de O´Sullivan et al., 2002).

Subcapítulo 0.2. OSCILACIONES MILENARIAS EN EL SISTEMA CLIMÁTICO.

Los estudios de registros paleoclimáticos (registros de hielo de Groenlandia y registros de sedimentos marinos del Atlántico Norte) revelan que el sistema climático de la Tierra se encuentra caracterizado por cambios climáticos que ocurrieron a escala milenaria durante los últimos periodos glaciales e interglaciales (Pleistoceno y Holoceno) (Bond et al., 1997; Ruddiman, 2001). Estos cambios climáticos fueron más intensos cuando existieron grandes casquetes de hielo (durante los periodos glaciales), y fueron más débiles durante los climas interglaciales (como el actual) (Labeyrie, 2000; Ganopolski & Rahmstorf, 2001; Paillard, 2001; Schmittner, 2002).

La primera evidencia de la capacidad del sistema climático a experimentar grandes cambios en una escala temporal milenaria (escala susceptible de afectar a la vida humana) proviene del estudio del evento frío 'Younger Dryas'. Este evento frío comenzó y finalizó muy abruptamente (Broecker et al., 1988; Dansgaard et al., 1989; Broecker et al., 1989; Dupplesy et al., 1992; Anderson, 1997; Alley, 2000). El 'Younger Dryas' representa un ejemplo clásico de la existencia de oscilaciones climáticas de corta duración sobreimpuestas a la secuencia de ciclos mayores orbitales. Como hemos comentado anteriormente, estas fluctuaciones de escala milenaria se encuentran mejor definidas durante intervalos glaciales.

0.2.1. Oscilaciones milenarias durante los periodos glaciales.

0.2.1.1. Oscilaciones detectadas en los registros de hielo de Groenlandia.

En la década de los 70, los registros de hielo obtenidos en el casquete glacial de Groenlandia alcanzaron más allá de los últimos 100.000 años del ciclo glacial (Dansgaard et al., 1969; Dansgaard et al., 1982; Dansgaard et al., 1984). Por ese entonces, los estudios del registro de hielo se concentraron en dos señales climáticas: el valor de $\delta^{18}O$ y el contenido en partículas atmosféricas (polvo del hielo). El estudio de estas dos señales climáticas revelaron la existencia de dos tendencias en los cambios climáticos del pasado (**Fig. 0.2.1**): a) la presencia de ciclos glacial/interglacial (escala orbital), y b) oscilaciones rápidas de escala milenaria (que posteriormente serían denominadas ciclos de Dansgaard/Oeschger).

a) *Ciclos glacial/interglacial*: la primera es una tendencia gradual de escala orbital asociada a los ciclos glacial/interglacial. Los periodos interglaciales, situados en la parte más superior del registro de hielo (actual interglacial) y en la parte más inferior (último interglacial), se caracterizan por presentar concentraciones bajas de polvo y valores más positivos de $\delta^{18}O$ (**Fig. 0.2.1**). En cambio, en la parte intermedia del registro, correspondiente al último periodo glacial, los valores de $\delta^{18}O$ eran más negativos y el contenido en polvo era mayor. Las tendencias graduales que definen estas divisiones de gran escala fueron interpretadas como el resultado de cambios orbitales de la Tierra respecto al sistema solar, entre glaciaciones (condiciones más frías, más secas, y con más partículas atmosféricas) e interglaciaciones (condiciones más cálidas, más húmedas, y con menos partículas atmosféricas).

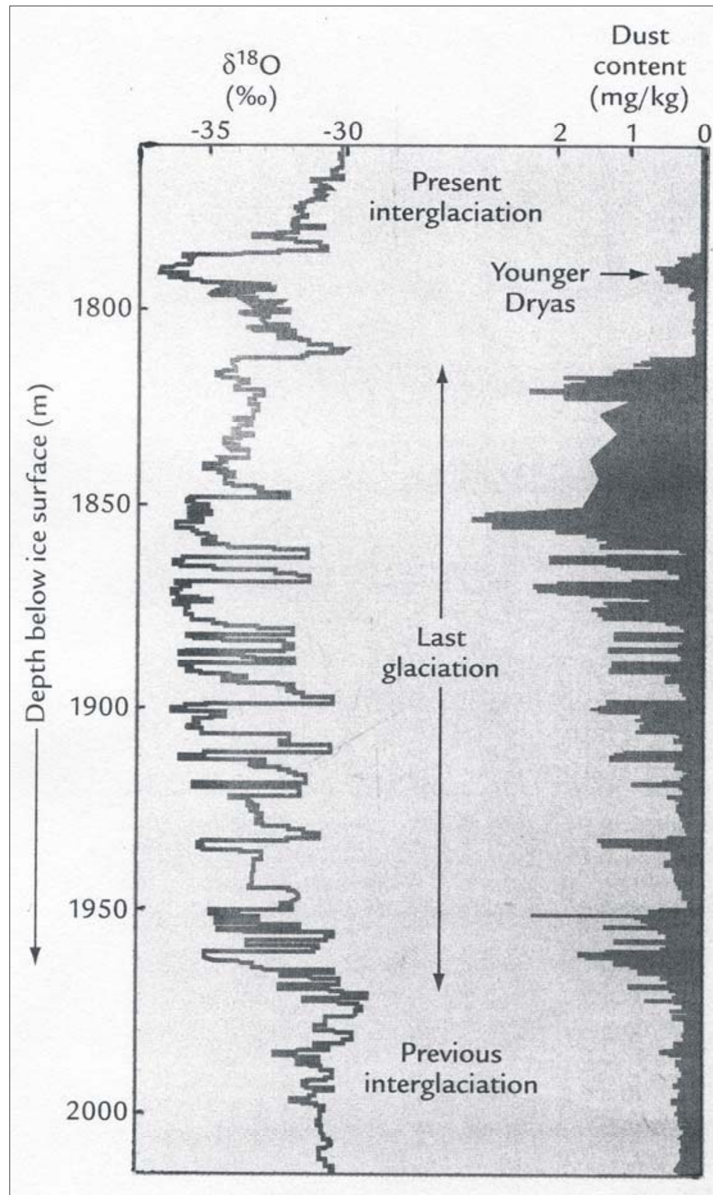


Fig. 0.2.1. Oscilaciones de escala milenaria en un registro de hielo obtenido en la década de los 70 en el casquete glacial de Groenlandia. Las oscilaciones han sido detectadas en la relación isotópica O-18/O-16 y en las concentraciones de polvo. Se observan grandes oscilaciones en el periodo glacial de ambas señales, pero no en los periodos interglaciales (extraído de Ruddiman (2001), adaptado de Dansgaard et al. (1984)).

b) Oscilaciones rápidas de escala milenaria (ciclos de Dansgaard/Oeschger): el registro de hielo reveló, además, un segundo y distinto tipo de señal, consistente en oscilaciones rápidas entre altas y bajas concentraciones de polvo y entre valores negativos y positivos de $\delta^{18}O$, en intervalos mucho más cortos que los cambios de

escala orbital (**Fig. 0.2.1**). Cada fluctuación hacia valores más negativos de $\delta^{18}O$ (periodo glacial) está asociado a aumentos abruptos en las concentraciones de polvo.

Durante largo tiempo, los científicos dieron relativa poca atención a estas rápidas oscilaciones de escala milenaria en los registros de hielo de Groenlandia, considerándolos como respuestas climáticas limitadas a la región inmediata del casquete de hielo estudiado. Durante la década de los 70 y 80, el principal foco de estudio estuvo en los cambios de escala orbital (Dansgaard et al., 1969; Dansgaard et al., 1971; Dansgaard et al., 1982).

Esta situación cambió en los comienzos de la década de los 90, cuando dos largos testigos de hielo fueron estudiados procedentes del *summit* del casquete de hielo de Groenlandia: los testigos GISP2 y GRIP (Dansgaard et al., 1993; Grootes et al., 1993). Estos testigos de hielo fueron perforados con una distancia de separación de 30 km, con el fin de averiguar si mostraban respuestas climáticas similares. Ambas secuencias de hielo aportaron registros casi idénticos en las señales paleoclimáticas milenarias (Grootes et al., 1993), tanto en las oscilaciones orbitales como en las milenarias, y abarcaron aproximadamente los últimos 110.000 años de la historia climática de la Tierra. Debido a que los dos testigos GISP2 y GRIP registraron la misma señal durante los últimos 110.000 años, la comunidad científica no tiene duda de que ambos registros evidencian las mismas condiciones paleoclimáticas, y que las oscilaciones milenarias no son el mero producto de reajustes locales del flujo de hielo.

Estos dos nuevos registros confirmaron la existencia de una misma tendencia gradual subyacente consistente en cambios glaciales-interglaciales del $\delta^{18}O$, tanto del registro de hielo como del registro sedimentario marino (Bond et al., 1993) (**Fig. 0.2.2**). De mayor trascendencia, los registros confirmaron que las oscilaciones climáticas más cortas ocurrieron en intervalos de pocos miles de años. Estas oscilaciones de escala milenaria fueron denominadas *ciclos de Dansgaard-Oeschger* (**Fig. 0.2.3**).

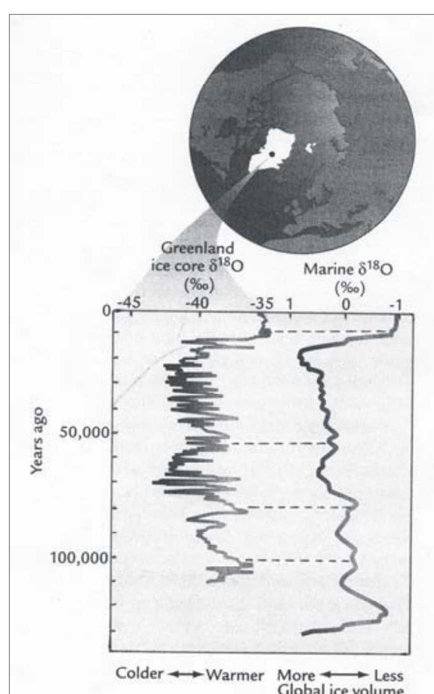


Fig. 0.2.2. Nuevas evidencias de oscilaciones milenarias a partir de los registros de hielo. Los registros de hielo recientemente extraídos en Groenlandia (GISP2, GRIP) aportaron registros idénticos de O-18/O-16, alcanzando los últimos 110.00 años. Los cambios de gran escala en el O-18/O-16 del registro de hielo (izquierda) son similares a los cambios de escala orbital en el O-18/O-16 del registro marino (derecha), pero los cambios abruptos en el registro de hielo revelan un tipo diferente de comportamiento en el sistema climático (extraído de Ruddiman (2001), adaptado de Grootes et al. (1993) (izquierda) y de Martinson et al. (1987) (derecha)).

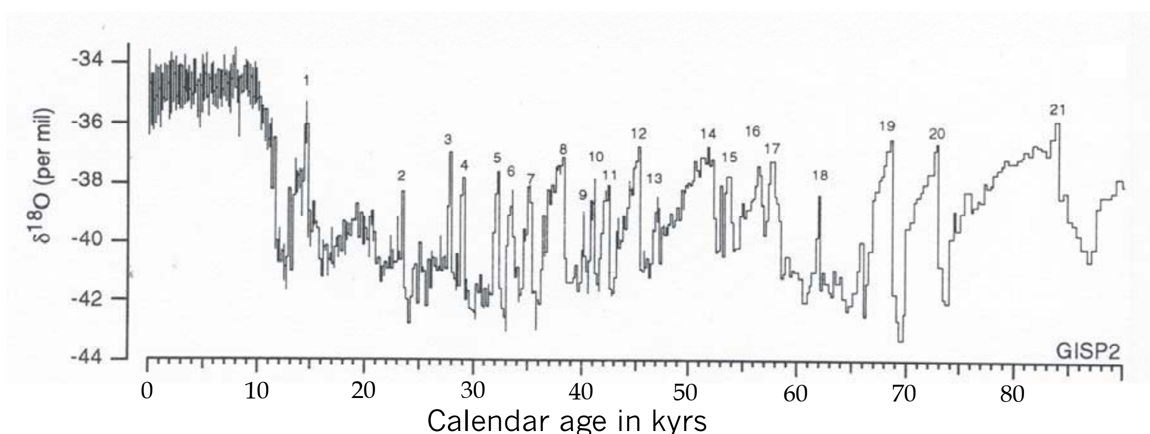


Fig. 0.2.3. Relación isotópica de O-18/O-16 del registro de hielo GISP2. El registro evidencia oscilaciones de escala milenaria, denominadas oscilaciones Dansgaard/Oeschger (numeradas en el gráfico) (extraído de Dansgaard et al., 1993).

Los testigos de hielo de Groenlandia también muestran estos mismos cambios de escala milenaria en la concentración del CH_4 atrapado en las burbujas del hielo (Chappellaz et al., 1990; Chappellaz et al., 1993; Brook et al., 1999). Las evidencias paleoclimáticas demuestran que las concentraciones de CH_4 fueron determinadas por estas oscilaciones climáticas de escala milenaria, existiendo concentraciones bajas de este gas durante periodos de frío intenso. Los registros de hielo de Groenlandia no han evidenciado, sin embargo, cambios de escala milenaria en las concentraciones de CO_2, ya que el registro está contaminado mediante la interacción con el polvo atmosférico existente en el hielo.

0.2.1.2. Oscilaciones detectadas en los sedimentos marinos del Atlántico Norte.

Durante la década de los 80 y 90, los científicos comenzaron a encontrar oscilaciones milenarias en los sedimentos marinos del Atlántico Norte (Heinrich, 1988; Duplessy et al., 1988; Bond et al., 1992 a; Bond et al., 1992 b; Broecker, 1994; Bond & Lotti, 1995). Estas oscilaciones fueron denominadas como 'zonas estériles', debido a la ausencia de los foraminíferos planctónicos y cocolitofóridos que se encontraban en esta región durante los intervalos cálidos. Las zonas estériles consisten principalmente en fragmentos terrígenos aportados por la deriva de icebergs (*Ice-Rafted Debris*, IRD). El geólogo marino H. Heinrich fue el primero en descubrir episodios mayores de deriva de icebergs con una frecuencia de varios miles de años. Éstos están representados por horizontes sedimentarios de IRD (Heinrich, 1988). Actualmente, estos horizontes suelen describirse como *eventos Heinrich* (**Fig. 0.2.4**).

Además, los geólogos marinos encontraron incluso variaciones de corta duración en dos tipos de señales climáticas: a) los fragmentos detríticos arenosos, y b) los restos de foraminíferos polares (*N. pachyderma*). Como en el caso de los cambios de escala orbital, los horizontes de IRD y los elevados porcentajes de foraminíferos polares indicaron aguas más frías con la presencia de más icebergs (Heinrich, 1988; Bond et al., 1992 b; Broecker, 1994; Bond & Lotti, 1995; Bond et al., 1997; Bond et al., 1999).

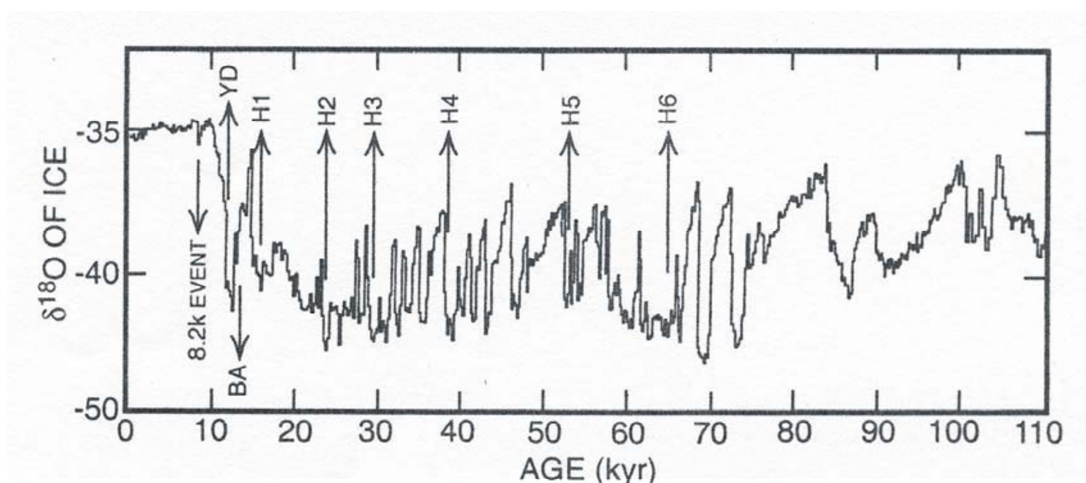


Fig. 2.4. Situación de los 6 eventos Heinrich en el registro de hielo de Groenlandia (GRIP, Dansgaard et al., 1993). Ha sido mostrado también el interestadial Bolling/Allerod (BA), el evento frío Younger Dryas (YD), y el evento frío situado en 8200 BP (extraído de Broecker, 2000).

Los cambios en los porcentajes de foraminíferos polares en los testigos del Atlántico Norte se asocian estrechamente a la tendencia de los cambios del $\delta^{18}O$ en el hielo de Groenlandia (Bond et al., 1993)(**Fig. 0.2.5**). Así, periodos de aire frío sobre Groenlandia ($\delta^{18}O$ negativo) se correlacionan con periodos de temperaturas oceánicas frías en el Atlántico Norte (más plancton polar (*N. pachyderma*)). Ambos registros muestran repetitivos cambios lentos hacia condiciones más frías y glaciales, seguidos por cambios abruptos hacia condiciones cálidas. Los IRD detectados por Heinrich (grandes eventos de *ice-rafting*) ocurrieron en tiempos en que el clima estuvo enfriándose durante varios milenios, y cada uno de los episodios de IRD fue seguido por un retorno rápido a temperaturas cálidas (**Fig. 0.2.5**).

Esta nueva evidencia del Atlántico Norte muestra que las oscilaciones milenarias, durante la última glaciación, no fueron restringidas sólo a cambios en la temperatura del aire y en la circulación atmosférica sobre el casquete de hielo de Groenlandia. Así, las oscilaciones milenarias estuvieron asociadas, también, a otras partes importantes del sistema climático, incluyendo: a) las aguas superficiales del Atlántico Norte, donde vivieron los foraminíferos planctónicos, y b) los márgenes Atlánticos de los casquetes de hielo, los cuales aportaron los icebergs que transportaron los fragmentos detríticos arenosos (niveles de IRD).

Varias secuencias largas de sedimentos marinos muestran que las fluctuaciones milenarias también ocurrieron antes (Oppo et al., 1998; Raymo et al., 1998). Los ciclos anteriores de escala orbital (periodicidad = 100.000 años), causantes de los periodos glaciales, muestran oscilaciones similares. En cada caso, las oscilaciones milenarias ocurrieron durante climas glaciales, pero fueron más débiles o casi ausentes durante climas interglaciales.

Los testigos de sedimento del Atlántico Norte, que han revelado fluctuaciones en la deriva de hielo (*ice-rafting*) y en las especies planctónicas, también contienen restos de

foraminíferos bentónicos que pueden ser usados para estudiar paleotasas en la formación de agua profunda del Atlántico Norte (NADW) (Dupplesy et al., 1984; Curry et al., 1988; Dupplesy et al., 1988; Curry & Oppo, 1997). Valores más negativos de $\delta^{13}C$ en los esqueletos carbonatados de los foraminíferos evidencian periodos de formación más lenta del NADW. Los resultados de los estudios de los testigos sedimentarios marinos sugieren que la formación de agua profunda fue menor durante los principales eventos de deriva de hielo (*ice-rafting*) (Broecker, 1990; Broecker et al., 1990; Broecker, 1994; ; Alley et al., 1999; Seidov & Maslin, 1999).

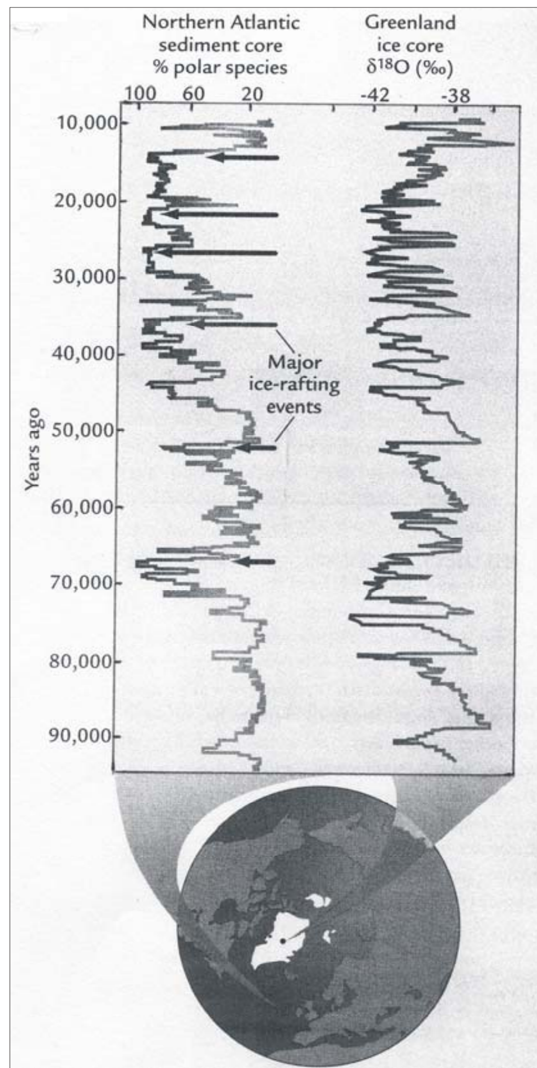


Fig. 0.2.5. Cambios de escala milenaria en el Océano Atlántico Norte. Las oscilaciones de escala milenaria en el contenido de foraminíferos polares y en los flujos de ice-rafting (izquierda) son muy parecidos a los cambios de la relación O-18/O-16 de los registros de hielo de Groenlandia (derecha) (extraído de Ruddiman (2001), modificado de Bond et al., 1993).

En resumen, en la región de Groenlandia y del Atlántico Norte ocurrieron oscilaciones climáticas de escala milenaria que implicaron cambios en: a) la temperatura del aire y del oceáno superficial, b) los márgenes de los casquetes glaciales, c) la deriva de hielo (*ice-rafting*), y d) la formación de aguas profundas del Atlántico Norte (NADW).

0.2.1.3. *Evidencia de un ciclo climático de 1.500 años en el Atlántico Norte*.

Estas oscilaciones climáticas, detectadas tanto en el registro de hielo de Groenlandia como en el sedimento del Atlántico Norte, han evidenciado la existencia de un ciclo climático de aproximadamente 1.500 años, que gradualmente se construye hacia condiciones más frías y acaba en episodios de *ice-rafting* (Bond et al., 1997; Alley, 1998; Alley et al., 1999; Bond, et al., 1999; Clarke & Marshall, 1999; Broecker, 2000; Ruddiman, 2001) (**Fig. 0.2.6**). Así, los casquetes glaciales enviaron icebergs al Atlántico Norte en intervalos de 1.500 años, incluso cuando el clima no era extremadamente frío. Entonces, en algún momento del enfriamiento gradual, uno de los ciclos de 1.500 años alcanzó repentinamente un umbral que originó un gran flujo de icebergs desde los márgenes del casquete glacial de Norte América. Estos grandes eventos de deriva de hielo ocurrieron en intervalos que fueron a veces de 4.500 años (3 ciclos de 1.500 años), pero que en otras ocasiones ocurrieron después de 10 o más ciclos de 1.500 años. Al final de cada gran episodio de *ice-rafting*, las temperaturas del aire y del océano se calentaron rápidamente, dando una apariencia asimétrica a las señales de los testigos de hielo y de los sedimentos marinos (**Fig. 0.2.3** y **0.2.6**). Este ciclo climático de 1.500 años será tratado posteriormente con más detalle.

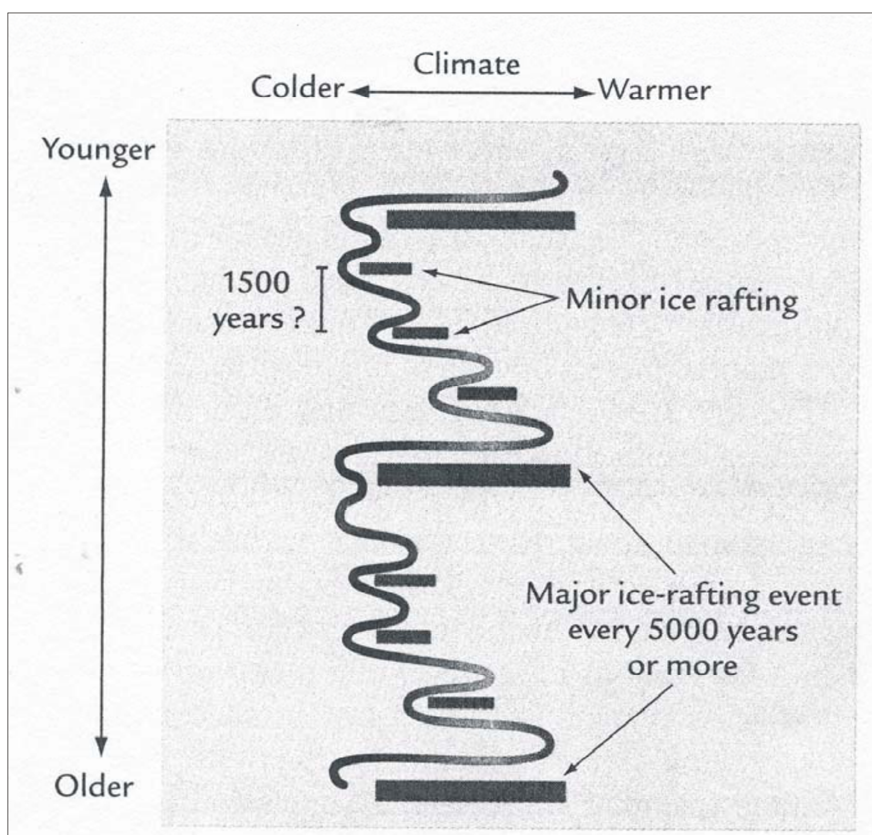


Fig. 0.2.6. Ciclos climáticos de 1.500 años en el Atlántico Norte. Los ciclos climáticos se caracterizan por presentar una tendencia gradual de enfriamiento que culminan en episodios menores de deriva de hielo (ice-rafting). Estos ciclos de 1.500 años culminan ocasionalmente (cada 5.000 años o más) en episodios mayores de ice-rafting, seguidos por un retorno brusco a condiciones más cálidas (extraído de Ruddiman (2001)).

0.2.1.4. Otras evidencias procedentes del Hemisferio Norte.

La Cuenca de Santa Bárbara, situada a lo largo de la costa Pacífica de Norte América (35ºN), registra varios tipos de señales climáticas que son muy similares a las fluctuaciones de la señal de $\delta^{18}O$ de los casquetes de hielo de Groenlandia (Behl & Kennett, 1996; Hendy & Kennett, 1999; Hendy & Kennett, 2000). Las oscilaciones en los valores de $\delta^{18}O$, medidos en los esqueletos de los foramíniferos planctónicos, indican cambios de temperatura de corta amplitud (4ºC o más) en aguas próximas a la superficie. Estas oscilaciones de $\delta^{18}O$ encajan estrechamente con la tendencia de $\delta^{18}O$ existente en los registros de hielo de Groenlandia. Además, el tipo de sedimento depositado en la Cuenca de Santa Bárbara varía entre niveles mezclados por organismos bioturbadores y niveles varvados. Para preservar la laminación, el oxígeno debe de estar ausente en la cuenca profunda durante climas más cálidos, eliminando, así, pequeños organismos que pudieron haber perturbado y mezclado el sedimento. En contra, la mezcla de sedimento ocurrió durante las fases más frías, indicando que la actividad bioturbadora fue elevada. Las tendencias tan similares entre los registros de la Cuenca de Santa Barbara y el testigo de hielo de Groenlandia permiten sospechar la existencia de oscilaciones de escala milenaria en ambas regiones.

Las fluctuaciones de escala milenaria han sido detectadas también en varios registros paleoclimáticos de Europa, cercanos al Atlántico Norte. El mismo tipo de oscilaciones de corta duración, que aparecen en los cambios de $\delta^{18}O$ en el hielo de Groenlandia, también aparece en cambios en las características edáficas de los suelos Europeos (Thouveny et al., 1994). Estos suelos fueron más ricos en materia orgánica durante los episodios más cálidos, y pobres en materia orgánica durante las oscilaciones más frías.

Los registros polínicos Europeos y Americanos también muestran fluctuaciones de corta duración dentro de los periodos glaciales (Woillard & Mook, 1982; Viau et al., 2002). Las fluctuaciones de corta duración han sido también descubiertas en las secciones glaciales de los depósitos de loess de China (Porter & An, 1995). Estas oscilaciones registran cambios entre niveles ricos en loess grueso (que indican mayor meteorización física durante los intervalos más fríos), y suelos más finos y ricos en arcillas (que indican mayor meteorización química durante los periodos más cálidos). Aunque las secuencias asiáticas de suelo/loess no se encuentran bien datadas, los cambios paleoambientales detectados pueden estar relacionados con la región del Atlántico Norte.

En América del Norte, un registro polínico de Florida muestra fluctuaciones, durante el último glacial, entre polen indicativo de condiciones húmedas y polen indicativo de condiciones secas (Grimm et al., 1993). Algunas fluctuaciones hacia condiciones más húmedas parecen correlacionar con episodios de mayor deriva de hielo (*ice-rafting*) en el Atlántico Norte. Otras indicaciones de oscilaciones de escala milenaria en Norte América provienen de fluctuaciones del lago Bonneville (Utah), de origen glacial: el nivel del lago máximo más reciente parece estar correlacionado con importantes eventos de deriva de hielo en el Atlántico Norte (Oviatt & Thompson, 1996; Wright, 1996). También, se han encontrado avances de escala milenaria de glaciares de montaña en Sierra Nevada (California), en las Cascadas de Oregón y Washington, y en las Rocosas de Colorado (Konrad & Clark, 1996). También han sido encontradas evidencias de fluctuaciones milenarias en los trópicos septentrionales, en la cantidad de polvo liberados hacia el Mar de Arabia, en el nivel de los lagos de África, y en la

abundancia de plancton en el Atlántico ecuatorial (Hughen et al., 1996; Curry & Oppo, 1997; Schulz et al., 1998; Johnson et al., 2002).

Los registros paleoclimáticos, procedentes de todos estos lugares, aportan evidencias para sospechar que los cambios centrados en el Atlántico Norte pueden explicar oscilaciones milenarias detectadas en otras regiones del planeta Tierra.

0.2.1.5. Evidencias procedentes del Hemisferio Sur.

La demostración más convincente de que las oscilaciones de escala milenaria fueron globales en todo el mundo proviene de la constatación de su existencia en el hemisferio meridional, concretamente en los registros paleoclimáticos de la Antártida (Johnsen et al., 1972; Lorius et al., 1985; Bender et al., 1994). Los testigos de hielo Antárticos contienen oscilaciones de $\delta^{18}O$ de corta duración, con una semejanza al registro de hielo de Groenlandia (Bender et al., 1994). No obstante, varios intentos de correlacionar las señales del testigo de hielo de Groenlandia y la Antártida sugieren que las oscilaciones de temperatura en la Antártida fueron temporalmente opuestas a aquellas oscilaciones térmicas que existieron sobre Groenlandia (Blunier et al., 1997; Blunier et al., 1998; Broecker, 1998; Blunier & Brook, 2001).

Este comportamiento en desfase, denominado '*bipolar see-saw*' (Broecker, 1998; Stocker, 1998; Blunier & Brook, 2001), es observable en los eventos climáticos del Younger Dryas y del MWP-LIA (*Medieval Warm Period – Little Ice Age*). Así, en el Atlántico Norte, el Younger Dryas se caracterizó por ser un periodo sustancialmente frío, mientras que en el Hemisferio Sur fue un evento climático relativamente cálido (Bennett et al., 2000; Rodbell, 2000; Broecker, 2001). Asimismo, las reconstrucciones paleoclimáticas evidencian que, en la Antártida, la temperatura del aire fue 3ºC más fría durante el MWP que durante el periodo asociado al LIA (Pequeña Edad del Hielo). Por tanto, estas características sugieren que las condiciones climáticas en el Atlántico Norte y en la Antártida están desfasadas ('*bipolar see-saw*').

¿Qué proceso, en el sistema climático, provocaría temperaturas frías en el norte al mismo tiempo que en el sur provocaría temperaturas más cálidas? La hipótesis más verosímil se basa en el flujo septentrional de agua cálida del *conveyor belt* como factor crítico en la explicación de este fenómeno (Crowley, 1992; Broecker, 1998). Cuando la formación de agua profunda en el Atlántico Norte (NADW) es importante, el flujo hacia el Norte de las aguas cálidas elimina calor al Océano Meridional (enfriándolo), pero añade calor al Atlántico Norte (calentándolo). Entonces, cuando el NADW se reduce (o se para) y se debilita el *conveyor belt,* el calor dejado en el Hemisferio Sur hace más cálido el océano meridional, mientras que la reducción de calor transportado al Norte hace más frío el Atlántico Norte. Las simulaciones con varios modelos oceánicos sugieren que tal *efecto seesaw* es posible (Broecker, 1998; Stocker, 1998; Stocker, 2000).

0.2.2. Oscilaciones milenarias durante los últimos 8.000 años (periodo interglacial).

Aunque las fluctuaciones de escala milenaria son evidentes en muchos registros climáticos durante periodos en que los casquetes glaciales del hemisferio norte presentaban una gran extensión, tales fluctuaciones son débiles, o casi ausentes, en los periodos interglaciales de estos mismos registros (Bond et al., 1997; Bond et al., 1999; Labeyrie, 2000; Schmittner et al., 2002). Pocos registros muestran fluctuaciones de

escala milenaria durante los últimos 8.000 años del clima interglacial. Las fluctuaciones que han sido detectadas varían en carácter de un sitio a otro, a veces mostrando una periodicidad aparente de 1.500 años y 2.500 años.

0.2.2.1. Registros de Groenlandia y el Atlántico Norte.

No existen evidentes oscilaciones de escala milenaria del $\delta^{18}O$ en los testigos de hielo de Groenlandia durante los últimos 8.000 años, pero se detectan pequeñas oscilaciones en la cantidad de polvo procedentes de los continentes, así como de la cantidad de sal marina (Na^+ y Cl^-) procedentes del océano (O´Brien et al., 1995). Estas tendencias están interpretadas como indicadores de cambios en la fuerza del viento. Los picos en las concentraciones de polvo y sal marina muestran una débil periodicidad de 2.600 años (O´Brien et al., 1995). De forma similar, los sedimentos del Atlántico Norte no indican episodios importantes, durante los últimos 8.000 años, en la deriva de hielo (*ice-rafting*) o cantidad de plancton, por lo menos no de la importancia de aquellos episodios acontecidos durante el intervalo glacial.

Una detallada inspección de los sedimentos del Atlántico Norte ha evidenciado la existencia de intervalos con pequeños incrementos en las concentraciones de granos minerales arenosos (IRD) (Bond et al., 1997; Bond et al., 1999; Bond et al., 2001) (**Fig. 0.2.7**). Aunque estos granos son 1.000-100.000 veces menos abundantes que las concentraciones alcanzadas durante los intervalos glaciales, muestran que existieron pequeñas pulsaciones de deriva de hielo, aparentemente espaciadas en un intervalo de 1.500 años (+/- 500 años). Estos episodios más recientes de deriva de hielo contienen también los trazadores petrológicos presentes en los niveles de IRD (*Ice Rafted Debris*) del periodo glacial (Bond et al., 1997; Bond et al., 1999).

Otra evidencia de una oscilación de 1.500 años durante este intervalo proviene de un testigo de mar profundo, en el S de Islandia, que muestra cambios en el tamaño granulométrico del sedimento, indicativo de una disminución en la fuerza de las corrientes de fondo cada 1.500 años (Bianchi & McCave, 1999).

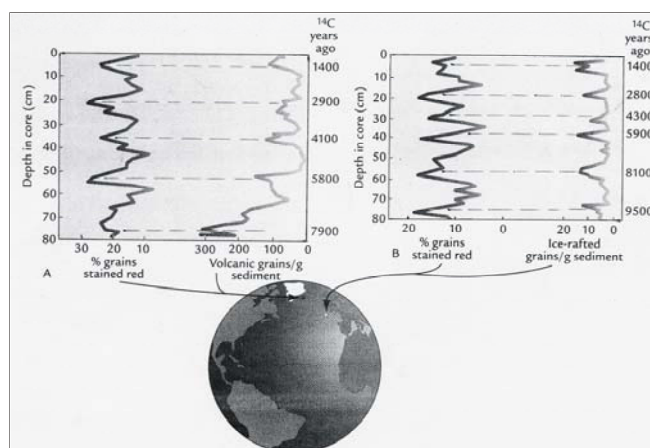


Fig. 0.2.7. Análisis detallado de los últimos 10.000 años de dos testigos sedimentarios marinos, separados ampliamente. Los testigos muestran pequeños máximos de ice-rafting (IRD) en intervalos cercanos a 1.500 años (extraído de Ruddiman (2001), adaptado de Bond et al., 1997).

0.2.2.2. Otros cambios de escala milenaria durante las interglaciaciones.

Los avances y retracciones de escala milenaria de los glaciares de montaña, ocurridos en los últimos 8.000 años, parecen mostrar una periodicidad de 1.500 años, aunque el espaciado de los avances más recientes parece mucho menos regular (Rothlisberger, 1997). En contra, otros estudios consideran la existencia de un intervalo temporal de 2.500 años entre los avances (Denton & Porter, 1970). Sea como fuera, las investigaciones realizadas sólo pueden decir que los glaciares de montaña oscilan en escalas temporales milenarias, sin que se obtenga un conocimiento certero sobre si estas fluctuaciones son cíclicas o no (ya sea en 1.500 años, 2.500 años, o algún otro tipo de periodicidad). Algunas regiones de baja latitud también muestran lo que parecen unas fluctuaciones de escala milenaria durante los últimos 8.000 años: así, los niveles lacustres de África del Norte han fluctuado marcadamente durante ese tiempo, aunque estos cambios son difíciles de datar detalladamente.

En conclusión, las fluctuaciones climáticas encontradas en registros de alta resolución, en los últimos 8.000 años, no presentan unas tendencias tan claramente marcadas como las existentes en el periodo glacial (Labeyrie, 2000; Ganopolski & Rahmstorf, 2001; Paillard, 2001; Schmittner, 2002). La dificultad en la detección de grandes cambios climáticos durante el periodo interglacial podría indicar que muchos de los componentes del sistema climático de la Tierra actuaron independientemente (ya que la extensión de la criosfera fue pequeña), provocando la ausencia de un estrecho acoplamiento entre ellos.

Subcapítulo 0.3. EL CICLO CLIMÁTICO DE 1.500 AÑOS DEL ATLÁNTICO NORTE.

Numerosos estudios paleoclimáticos muestran un pico espectral en los registros de hielo de Groenlandia y en el sedimento marino del Atlántico Norte, en la proximidad del periodo de 1.500 años (Bond et al., 1997; Mayewski et al., 1997; Grootes & Stuiver, 1997; Raymo et al., 1998; Oppo et al., 1998; Bianchi & McCave, 1999; McManus et al., 1999; Broecker, 2000; Bond et al., 2001; Ruddiman, 2001). El pico se observa claramente en el registro de hielo de Groenlandia (GISP2) mediante los resultados de concentración de isótopos de oxígeno (Grootes & Stuiver, 1997). El estudio de los testigos marinos profundos del Atlántico Norte muestra, asimismo, una periodicidad similar a la encontrada en los testigos de hielo (Bond et. al., 1997: Bianchi & McCave, 1999). El estudio de secuencias polínicas y lacustres también evidencia una variabilidad climática con periodicidad de 1.500 años (Campbell et al., 1998; Viau et al., 2002). Estas oscilaciones climáticas, con periodicidad de 1.500 años, se encuentran estrechamente relacionadas con los eventos interestadiales Dansgaard-Oeschger, los cuales perturbaron el sistema climático a escala global.

Los estudios paleoclimáticos realizados por Bond & Lotti (1995) y Bond et al. (1997) en sedimentos del Atlántico Norte, demostraron que los trazadores petrológicos que constituyen los *Ice Rafted Debris* (IRD) fueron indicadores de las variaciones climáticas de escala milenaria. Dos de los trazadores, los porcentajes de vidrio volcánico procedentes de Islandia y los porcentajes de granos de cuarzo procedentes de los *Redsandstones*, reflejan claramente el ciclo de 1.500 años. Un tercer componente detrítico, los fragmentos carbonatados, marcaron los eventos de Heinrich en el Atlántico Norte (Bond et al., 1997).

El patrón de los cambios climáticos abruptos en el Atlántico Norte son los ciclos de Dansgaard/Oeschger (D/O) y los eventos de Heinrich (HE). Ambos han sido reconocidos hace más de una década, aunque sus causas todavía están siendo debatidas (Broecker, 2000; Broecker & Hemming, 2001; Broecker, 2001). Los ciclos D/O son una serie de grandes y abruptas variaciones de temperatura situadas en el periodo glacial del testigo de hielo de Groenlandia (Dansgaard et al., 1993; Grootes et al., 1993). Estos ciclos son considerados como consecuencia de cambios en la circulación termohalina del Atlántico Norte que, tal como ha sido revelado por simulaciones con modelos, podría haber sido impulsado por grandes entradas de agua dulce (Broecker, 1994; Rahmstorf, 1994; Ganopolski & Rahmstorf, 2001; Paillard, 2001). Los eventos de Heinrich son episodios masivos de deriva de hielo (*ice-rafting*) que pudieron originarse por colapsos del casquete glacial Laurentide (*Laurentide Ice-Sheet*) (MacAyeal, 1993).

Bond et al. (1993) demostraron que los eventos Heinrich y los ciclos D/O están fuertemente relacionados, es decir, constituyen un sistema acoplado. El análisis espectral de las oscilaciones climáticas de escala milenaria de los sedimentos del Atlántico Norte, detectadas tanto en el Holoceno como en los ciclos D/O del periodo glacial, permitieron concluir que estas oscilaciones son estadísticamente las mismas (Bond et al., 1997) (**Fig. 0.3.1**). La periodicidad de estos cambios climáticos de escala milenaria (ciclos D/O) presenta un valor medio de 1.470 +/- 532 años (1σ).

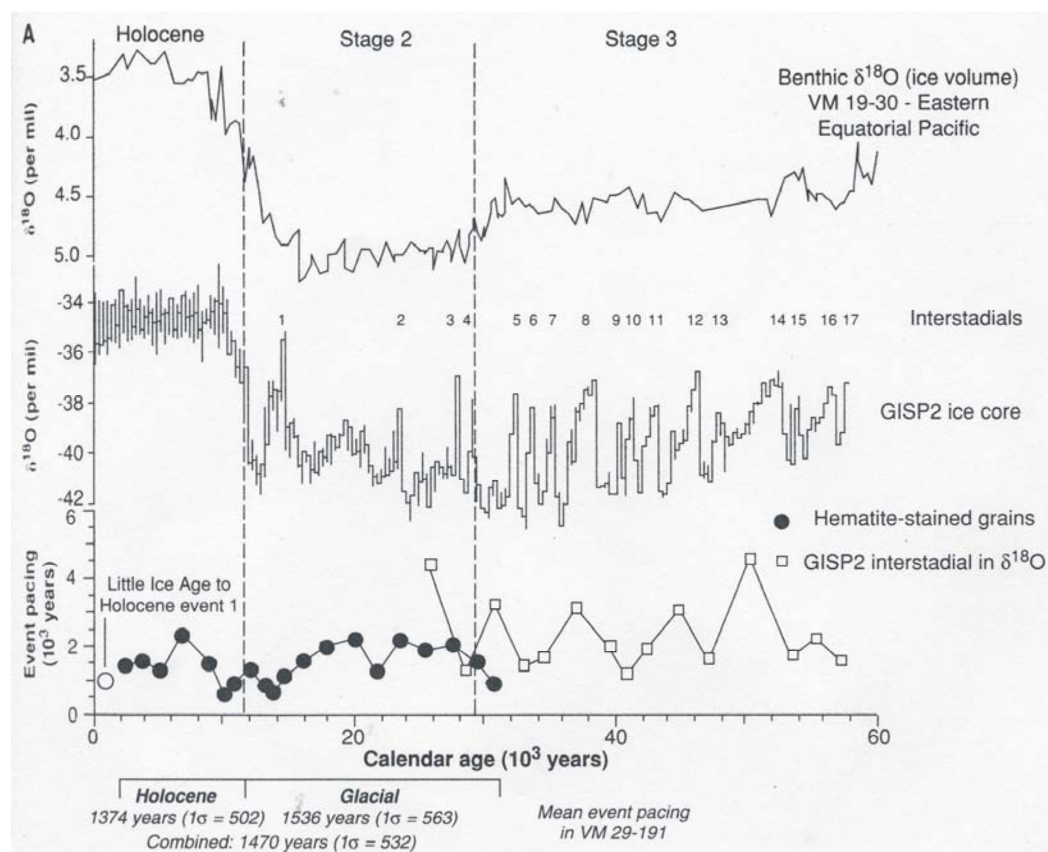


Fig. 0.3.1. Serie temporal de los eventos del Holoceno y del periodo glacial en el testigo VM 29-191 y VM 23-81 del Atlántico Norte. El registro de estos testigos se compara con los interestadiales detectados en el registro O-18/O-16 de GISP2 y en el O-18/O-16 béntico de un testigo del Pacífico Ecuatorial. La periodicidad de los cambios climáticos presenta un valor medio de 1.470 años (+/- 532, 1 sigma). Extraído de Bond et al. (1997).

Estos descubrimientos permitieron sugerir que tanto los climas de periodos glaciales como los de periodos interglaciales estuvieron condicionados por un cambio climático cíclico permanente, con periodicidad aproximada de 1.500 años (Bond et al., 1997). Los resultados obtenidos en el registro de O-18/O-16 de los testigos de hielo de Groenlandia evidencian también esta misma periodicidad de 1.470 años (Schulz et al., 1999) (**Fig. 0.3.2**).

Es real esta periodicidad de 1.500 años?

Según Wunsch (2000), el pico espectral de 1.470 años, particularmente visible en los registros de hielo de Groenlandia, parece ser un 'alias' del ciclo anual, ya que los periodos predichos por la hipótesis de la aparición de un 'alias' determina su posición en esa misma banda espectral: por lo tanto, la coincidencia parece 'milagrosa'. El estudio de Wunsch (2000) considera, por lo tanto, que los denominados ciclos de Dansgaard/Oeschger y los eventos Heinrich no son fenómenos periódicos, ya que se caracterizan por presentar un espectro de banda ancha.

El estudio de Wunsch (2000) afirma que el pico de 1.470 años aparece en un periodo precisamente predicho como un simple 'alias' del ciclo anual inadecuadamente muestreado (falta de muestreo).

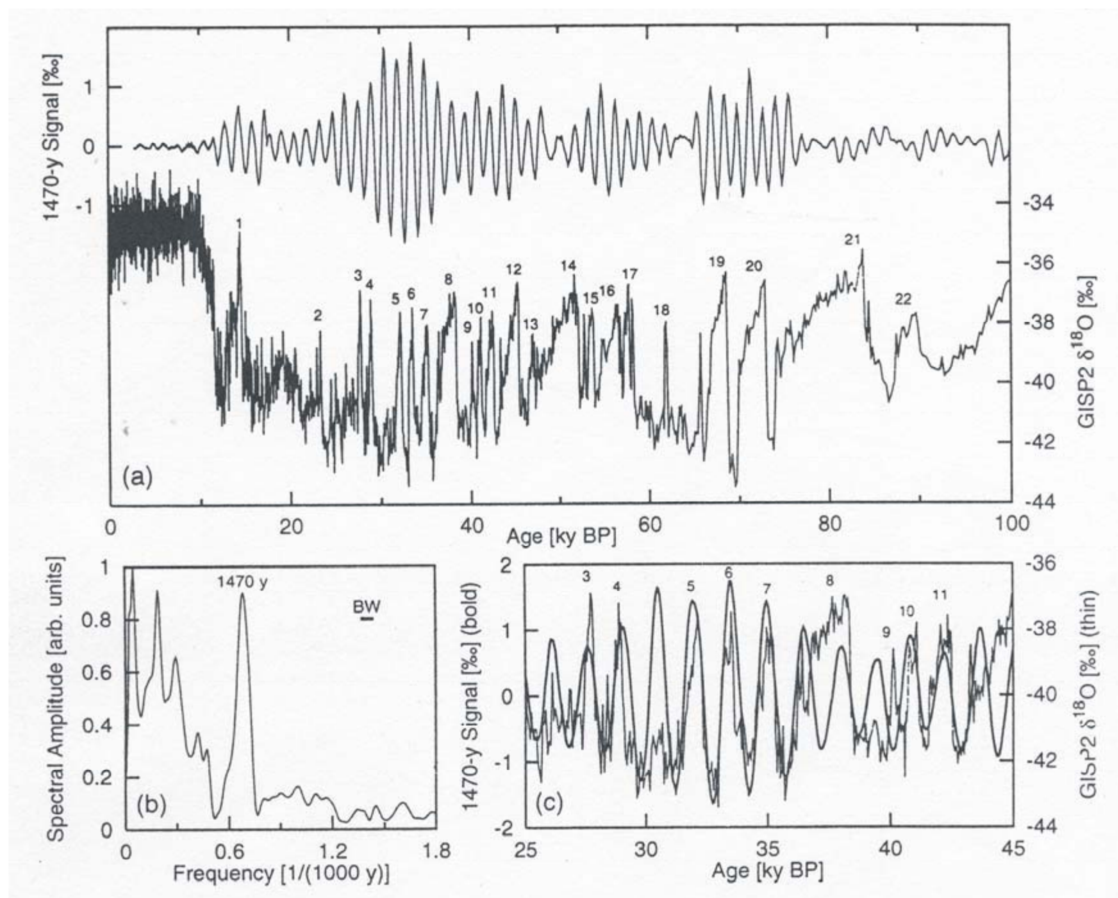


Fig. 0.3.2. a) Abajo: registro de O-18/O-16 de Groenlandia (testigo de hielo GISP2 [Grootes et al., 1993; Grootes & Stuiver, 1997]). Los números situados en los máximos de O-18/O-16 corresponden a los eventos interestadiales Dansgaard-Oeschger. Arriba: cambios temporales de la señal de 1470 años en el registro de O-18/O-16, estimado mediante un algoritmo harmónico. b) Diagrama espectral de la sección correspondiente a 15-80 kyr BP de la serie temporal de O-18/O-16. La integración del autoespectro revela que la señal de 1470 años explica el 17% de la varianza de los datos de O-18/O-16. c) Vista detallada de la serie temporal de a), mostrando el acoplamiento en fase entre los eventos D/O y la señal de 1470 años (extraído de Schulz et al. (1999)).

La realización de un muestreo regularmente espaciado, comprendido entre 1 y 754 años, produce la aparición de una periodicidad 'alias' debida al ciclo anual de 365.24 días. El proceso de 'alias' es importante para entender los resultados de los análisis espectrales de los registros de los testigos, y no es una idea nueva: Pisias & Mix (1988) apuntaron problemas serios en la interpretación de aparentes ciclos de Milankovitch.

0.3.1. Relación de los eventos Heinrich con el ciclo de 1.500 años.

Los estudios paleoclimáticos realizados en los sedimentos marinos del Atlántico Norte evidencian que los eventos Heinrich están estrechamente asociados a la fase más fría del enfriamiento progresivo de un ciclo de Bond (Alley, 1998; Alley et al., 1999; Clarke & Marshall, 1999) (**Fig. 0.3.3**). Un ciclo de Bond (ciclo de baja frecuencia) está constituido por varios ciclos Dansgaard/Oeschger (ciclos de alta frecuencia de 1.500 años), caracterizados éstos últimos por manifestar una tendencia paulatina hacia

condiciones climáticas cada vez más frías. En la terminación de un ciclo de Bond las condiciones frías son máximas, siendo coetáneas con las máximas extensiones del casquete de hielo del Hemisferio Norte. Durante ese periodo, y debido al colapso del sistema criosférico, la gran extensión del casquete glacial Laurentide comenzaría a aportar grandes cantidades de icebergs al Atlántico Norte, aportando los IRD que marcan un evento Heinrich (Heinrich, 1988; Bond et al., 1992; MacAyeal, 1993; Bond & Lotti, 1995), y provocando la reducción o parada de la formación del NADW (Broecker, 1994; Seidov & Maslin, 1999; Clark et al., 2001). Por lo tanto, los eventos Heinrich aparecen dentro de las fases finales más frías de los ciclos de enfriamiento de gran escala (Bond et al., 1993; Bond et. al., 1999) (**Fig. 0.3.3**).

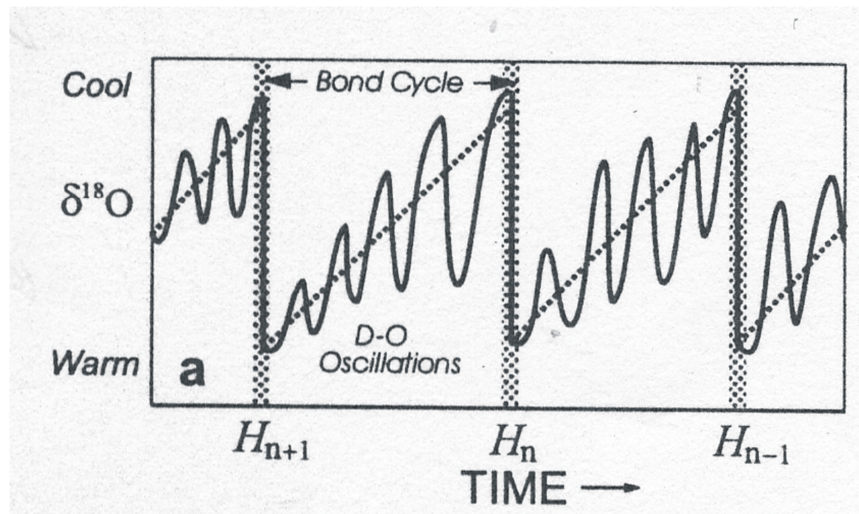


Fig. 0.3.3. Determinación de los ciclos de Bond mediante eventos Heinrich (H). Al comienzo de un ciclo de Bond el clima es más cálido, y al final del ciclo el clima es mucho más frío. Las oscilaciones Dansgaard/Oeschger (ciclos de 1.500 años) se encuentran sobreimpuestas a esta tendencia general (extraído de Clarke & Marshall, 1999).

0.3.2. Relación de los ciclos Dansgaard/Oeschger con el ciclo de 1.500 años.

Los ciclos Dansgaard/Oeschger son los ciclos de 1.500 años. Los estudios paleoclimáticos desarrollados en los sedimentos del Atlántico Norte evidencian que la amplitud, distribución y regularidad de los ciclos D/O se encuentra determinada por dos factores fundamentales: a) por la propia existencia permanente de un forzamiento climático con periodicidad de 1.500 años, y b) por la intensidad de las condiciones glaciales, esto es, por la extensión del sistema criosférico (volumen de los casquetes glaciales). Así, el buen desarrollo o no de los ciclos D/O variará en función de la intensidad del ciclo glacial (Bond et al., 1999; Schulz et al., 1999; Labeyrie, 2000; Ganopolski & Rahmstorf, 2001; Paillard, 2001; Schmittner et al., 2002).

De esta forma, los ciclos D/O con largos interestadiales ocurrieron cuando los volúmenes de hielo fueron relativamente pequeños (final del Estadio Isotópico 5 y comienzos del 3). Los ciclos D/O con estadiales prolongados dominaron los Estadios

Isotópicos 2 y 4, periodos en que los volúmenes de hielo fueron grandes. Por último, los ciclos D/O mejor desarrollados acontecieron durante la mitad y el final del Estadio Isótopico 3, cuando los volúmenes de hielo fueron intermedios: de esta forma, durante el Estadio Isotópico 3 los ciclos D/O fueron una amplificación del ciclo de 1.500 años (Bond et. al., 1999; Schulz, 1999) (**Fig. 0.3.2** y **0.3.4**).

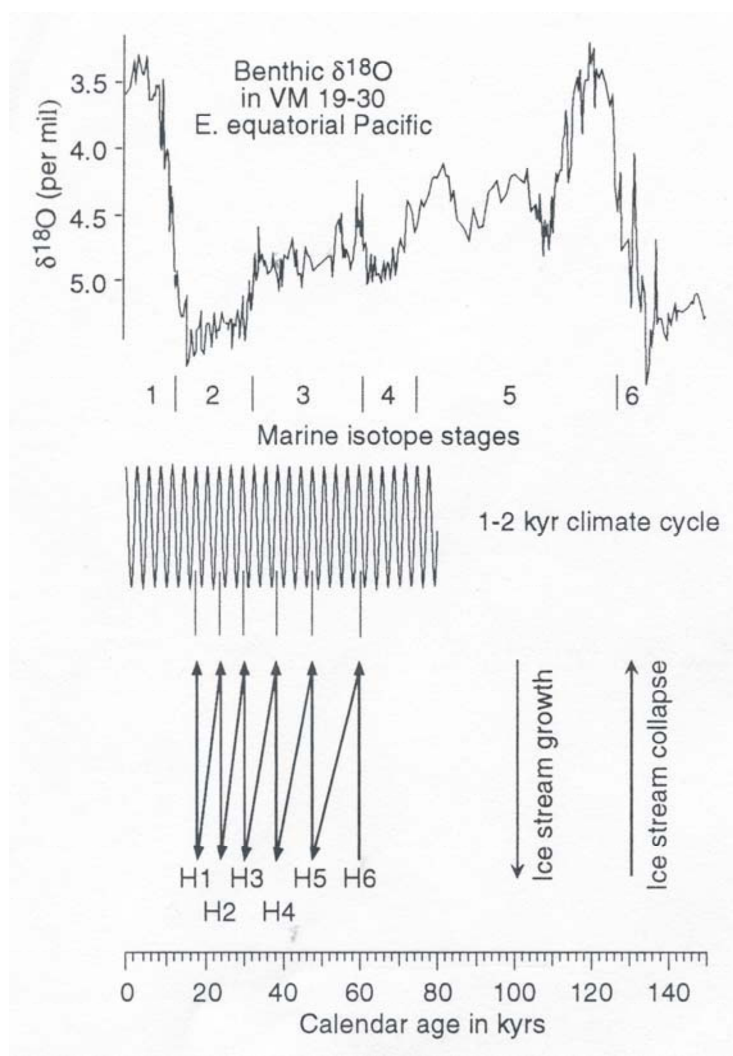


Fig. 0.3.4. Ejemplo hipotético sobre la influencia de la intensificación del ciclo glacial en la distribución de los eventos Heinrich en el tiempo. Asimismo, la intensidad del ciclo glacial determina la distribución, amplitud y regularidad de los ciclos Dansgaard/Oeschger (ver Fig. 0.3.2 y comparar con los estadios isotópicos de la Fig. 0.3.4.). Los ciclos D/O mejor desarrollados acontecieron durante la mitad y el final del Estadio Isotópico 3 (extraído de Bond et al., 1999).

Los diversos estudios paleoclimáticos realizados son evidencia, por lo tanto, de que la variabilidad climática de escala milenaria, documentada en los registros de hielo de Groenlandia y en los sedimentos del Atlántico Norte durante la última glaciación, no fue forzada por la inestabilidad de los casquetes de hielo, sino por la presencia de un ciclo penetrante de 1.500 años (Bond et al., 1997; Bond et al., 1999). La persistencia del

ciclo a través del registro completo del periodo glacial sugiere la existencia de un único mecanismo causante de tales oscilaciones, y que operó independientemente durante los estados climáticos glacial-interglacial (Bond et al., 1997).

0.3.3. Relación de la Pequeña Edad del Hielo con el ciclo de 1.500 años.

La Pequeña Edad del Hielo (*Little Ice Age (LIA)*) fue un episodio climático relativamente severo caracterizado por un periodo de años fríos entre los inicios de 1500 AD y el final de 1800 AD (Grove, 1987; Lamb, 1995). Está mejor documentado en Europa, pero su presencia ha sido constatada en otras regiones del planeta Tierra (p. ej., Thompson, 1986; Hendy et al., 2002). Las temperaturas obtenidas a partir del $\delta^{18}O$ en los registros de hielo de Groenlandia indican que, durante la LIA, se produjo una bajada de la temperatura del aire de Groenlandia de 1ºC (Fischer et al., 1998). Al mismo tiempo, en el Atlántico Norte, el frente polar se desplazó hacia el Sur, el hielo oceánico envolvió Islandia, y en las Islas Feroe la superficie oceánica pudo haberse enfriado 5ºC, así como 1-2ºC al E de las Bermudas (Lamb, 1995; Olgivie, 1991; Keigwin, 1996).

En el sedimento del Atlántico Norte el episodio frío de la LIA también ha sido detectado (Bond et. al., 1999). Los registros sedimentarios estudiados han evidenciado incrementos considerables en la cantidad de trazadores petrológicos durante este periodo, constatando la existencia de cantidades relativamente importantes de icebergs en las aguas del Atlántico Norte. Los resultados de los análisis de Bond et. al. (1999) confirman que la LIA es la fase fría más reciente del ciclo de 1.500 años, debido a:

1) El periodo temporal que separa los años más fríos de la LIA y el evento frío precedente (datado en 1.400 años BP) está entre 1.000-1.300 años, periodo similar al ciclo considerado de 1.500 años (Bond et. al., 1999).
2) La existencia de elevadas concentraciones de trazadores petrológicos durante la LIA, de la misma naturaleza que los detectados en el periodo glacial.

La Pequeña Edad del Hielo (LIA) presenta características similares a las asociadas a los ciclos D/O. Estas características, aunque de menor amplitud para la LIA, inducen a relacionar la LIA con el ciclo permanente de 1.500 años (Bond et al., 1999). En extensión, la LIA podría estar relacionada a la fase terminal del último ciclo completo de Bond, constituyendo el 'evento Heinrich más reciente' (en este caso 'mini evento Heinrich') (**Fig. 0.3.5**). Las fases frías de los ciclos D/O estuvieron marcadas por profundas penetraciones hacia el Sur del frente polar, así como por cantidades importantes de deriva de hielo (*ice-rafting*) y enfriamientos severos en Europa occidental y en el Atlántico Norte (Bond et al., 1993; Bond & Lotti, 1995; Bond et al., 1997). Las mismas características, aunque con amplitudes más pequeñas, están particularmente bien documentadas para la LIA (Grove, 1987; Lamb, 1995; Bond et al., 2001). Además, tanto los enfriamientos de la LIA como los enfriamientos del ciclo D/O duraron pocos centenares de años, y ambos tuvieron influencias en los dos hemisferios (Thompson et al., 1986; Grove, 1987; Blunier et al., 1998; Broecker, 2001). La LIA fue acompañada también por una reducción en la formación de las aguas profundas del Atlántico Norte (NADW), como parece haber ocurrido también durante los enfriamientos D/O (Bianchi & McCave, 1999; Seidov & Maslin, 1999).

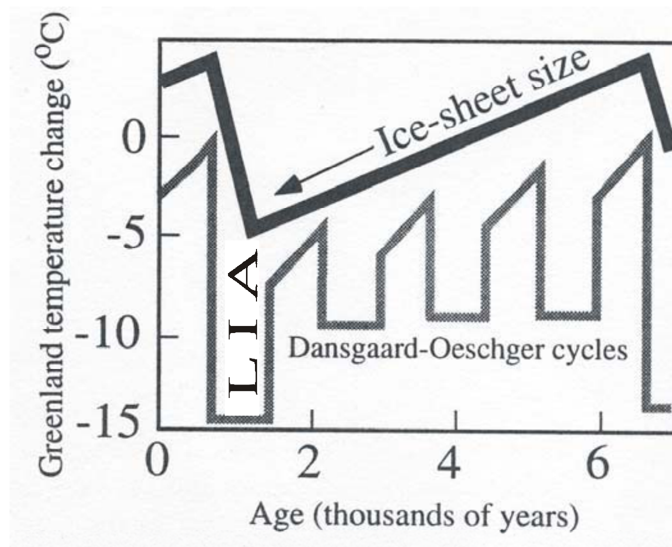


Fig. 0.3.5. Serie temporal idealizada de cambios climáticos entre eventos Heinrich. Entre cada evento Heinrich ocurren varias oscilaciones Dansgaard/Oeschger. La LIA (Pequeña Edad del Hielo) puede ser considerada como el evento Heinrich más reciente (en este caso 'mini evento Heinrich') del último ciclo de Bond. (Ligeramente modificado de Alley et al., 1999).

Por último, los estudios paleoclimáticos de los sedimentos del Atlántico Norte sugieren que los incrementos de los trazadores petrológicos pudieron haber comenzado hace 700 años (Bond et. al., 1999). Esa edad es consistente con acontecimientos históricos, donde, a mediados de 1300 AD, el hielo había comenzado a ser un problema para la navegación alrededor de Islandia y entre Islandia y Groenlandia (Jones, 1968; Ogilvie, 1991; Barlow et al., 1997).

Subcapítulo 0.4. CAUSAS DE LAS OSCILACIONES CLIMÁTICAS DE ESCALA MILENARIA.

Las oscilaciones Dansgaard/Oeschger, el Younger Dryas, y el MWP-LIA (*Medieval Warm Period – Little Ice Age*), además de otras fluctuaciones climáticas que ocurrieron también a escala global, pueden ser ampliamente explicadas por el ciclo climático de 1.500 años (Bond et al., 1997; Bond et al., 1999; Ruddiman, 2001). Por lo tanto, no es necesario explicar estos eventos climáticos mediante la actuación de causas independientes y aisladas. Sin embargo, las causas de estas periodicidades climáticas de 1.500 años son desconocidas, y están siendo debatidas actualmente por la comunidad científica (Broecker, 2000; Broecker & Hemming, 2001; Broecker, 2001). La naturaleza global de estas fluctuaciones sugiere la existencia de un mecanismo de forzamiento externo a la Tierra, posiblemente a variaciones cíclicas en la emisión solar. Esta hipótesis ha adquirido una gran fuerza a raíz de diversos estudios que relacionan la tasa de producción de los nucleidos cosmogénicos ^{14}C y ^{10}Be con diversos parámetros paleoclimáticos: entre ellos cabe resaltar el estudio de Bond et al. (2001). Otra hipótesis es que la periodicidad climática de 1.500 años tenga un origen interno, concretamente asociado a la circulación oceánica profunda de la Tierra.

0.4.1. Causa externa al sistema climático de la Tierra: la variabilidad solar.

Numerosos estudios han destacado la importancia de la influencia de la actividad solar sobre el sistema climático de la Tierra (Stuiver, 1980; Stuiver & Braziunas, 1989; Friis-Christensen & Lassen, 1991; Stuiver et al., 1995; Bard et al., 1997; Finkel & Nishiizumi, 1997; Ram et al., 1997; Yiou et al., 1997; Lean & Rind, 1998; Muscheller et al., 2000; Sharma, 2000; Haigh, 2001; Shindell et al., 2001).

Durante el Holoceno, las características climáticas del Atlántico Norte subpolar parecen haber sido determinadas por variaciones en la emisión solar (Bond et al., 2001). La evidencia proviene a partir de una estrecha correlación entre cambios inferidos en la tasa de producción de los nucleidos cosmogénicos ^{14}C y ^{10}Be, y cambios detectados en los trazadores petrológicos de registros sedimentarios marinos. Por lo tanto, se infiere la existencia de un mecanismo de forzamiento solar que ha actuado en el ciclo climático de 1.500 años (Bond et al., 2001). Así, los mínimos solares parecen estar ligados a condiciones más frías de las aguas superficiales en las altas latitudes del Atlántico Norte.

El estudio de los testigos marinos ha evidenciado oscilaciones de escala centenaria-milenaria del registro de IRD del Atlántico Norte. La causa probable de estas oscilaciones es el forzamiento solar (Bond et al., 2001). Las oscilaciones detectadas han sido:

a) Ciclos de escala centenaria: son ciclos rápidos, la mayoría con periodicidad de 200-500 años, estrechamente emparejados a grandes cambios en las tasas de producción de los nucleidos cosmogénicos. Durante los últimos 12.000 años, cada incremento de los IRD en los registros del Atlántico Norte estuvo asociado a intervalos de reducción general de la emisión solar.

b) Ciclo de 1.500 años: es el ciclo climático existente en amplios registros del periodo glacial e interglacial. Este ciclo es definido como una agrupación de las anteriores oscilaciones centenarias (Bond et al., 2001).
El último ciclo de deriva de hielo (*ice-rafting*) se encuentra relacionado con la LIA y el MWP (Bond et al., 1999; Bond et al., 2001). Los registros sedimentarios marinos apoyan la hipótesis de que ambos episodios climáticos pueden haber estado ligados parcial o completamente a cambios en la radiación solar. Así, los registros sedimentarios marinos estudiados por Bond et al. (2001) evidenciarían la existencia, en los últimos 12.000 años, de una relación entre el mínimo solar de Maunder y las décadas más frías del LIA.

0.4.2. Circulación oceánica profunda.

Una segunda explicación a las oscilaciones de escala milenaria se centra en las interacciones de varios componentes del sistema climático de la Tierra. Los posibles componentes son:

a) los márgenes marinos de los casquetes glaciales (interacción océano+criosfera)
b) el océano profundo (oscilador salino y circulación termohalina)
a) el sistema del Carbono (CO_2) a través de sus conexiones con el flujo de agua profunda oceánica

La interacción entre los diferentes componentes del sistema océano+criosfera determina principalmente la formación del agua profunda en el Atlántico Norte (NADW). La formación del NADW se encuentra controlada por la salinidad del agua superficial, la cual se encuentra relacionada, en parte, a la tasa de liberación de agua dulce procedente de los casquetes glaciales (Broecker, 1990; Broecker et al., 1990). De esta forma, el comportamiento de la circulación de agua profunda oceánica es sensible a los procesos existentes en los márgenes de la criosfera. Durante periodos de gran desarrollo de casquetes glaciales, la existencia de un oscilador salino determina, asimismo, el comportamiento de esta circulación oceánica profunda. Tales oscilaciones en la formación del NADW deben alterar, también, los valores de CO_2 atmosférico (Broecker, 1990; Broecker et al., 1990).

0.4.3. Otras causas: procesos internos de los casquetes glaciales (criosfera).

Existen algunas teorías que postulan la posible determinación de los ciclos climáticos de escala milenaria mediante la existencia de procesos internos de los casquetes glaciales. Estas teorías tienen diversas limitaciones, entre ellas: a) es difícil argumentar que los márgenes de la criosfera puedan crecer significativamente durante oscilaciones tan cortas como 1.500 años, b) es difícil argumentar la existencia de un ciclo tan regular en la dinámica interna de los casquetes glaciales.

Subcapítulo 0.5. LA CIRCULACIÓN TERMOHALINA Y EL NADW.

Los cambios en la circulación de agua profunda oceánica son muy importantes en el clima de la Tierra, debido a que generan grandes cambios en las cantidades de calor que son transportadas a través del océano. De particular importancia es la circulación termohalina (THC) asociada a la formación del North Atlantic Deep Water (NADW) (Dickson & Brown, 1994). El NADW se forma más allá de 60º N en el Atlántico Norte, cuando la superficie del agua se enfría y su salinidad aumenta, originando el colapso de una masa densa de agua que se mueve en profundidad hacia el Sur. La pérdida de agua durante este proceso se encuentra compensada por el movimiento de aguas superficiales cálidas que se dirigen hacia el Atlántico Norte.

El movimiento superficial de aguas cálidas hacia latitudes altas del Atlántico Norte, y el hundimiento y posterior desplazamiento en profundidad de aguas frías y salinas hacia posiciones meridionales (generación del NADW), forman parte del denominado *conveyor belt* (Broecker, 1991). La existencia de perturbaciones en el sistema puede causar cambios en la intensidad del NADW, e incluso cesar el movimiento. De hecho, los modelos indican que el sistema es sensible a las perturbaciones, particularmente a la entrada de flujos de agua dulce dentro del Atlántico Norte (Stocker & Wright, 1991; Rahmstorf, 1994, 1995, 1996). Si el flujo de agua dulce se incrementa (como ocurre cuando se funden los principales casquetes glaciales continentales) se crea una capa de agua superficial de baja salinidad que puede abortar la formación del NADW. Este proceso conlleva a la disminución del calor transportado hacia el Atlántico Norte, generando condiciones climáticas más frías (como las acontecidas, por ejemplo, durante el Younger Dryas y el evento frío de 8.200 BP) (Broecker et al., 1989; Barber et al., 1999; Hostetler et al., 2000; Clark et al., 2001).

0.5.1. El oscilador salino.

Los cambios climáticos de escala milenaria, detectados en los registros de hielo de Groenlandia y en los sedimentos marinos del Atlántico Norte, son determinados por oscilaciones en la salinidad (oscilador salino) del Océano Atlántico, el cual modula la fuerza de la circulación del *conveyor belt* (Broecker, 1990; Broecker et al., 1990; Rahmstorf, 1995, 1996; Alley et al., 1999; Schmittner, 2002). El mecanismo implica variaciones en la intensidad de la circulación oceánica termohalina y su consiguiente influencia sobre el clima del Atlántico Norte. Así, cuando existe la formación de la NADW (*conveyor on*) el clima sobre el Atlántico Norte es relativamente cálido, mientras que cuando el NADW se reduce o se para (*conveyor off*) el clima se enfría. La entrada de flujos de agua dulce dentro del Atlántico Norte pudieron perturbar y condicionar la dinámica del oscilador salino.

0.5.2. Circulación oceánica durante los eventos Dansgaard/Oeschger y eventos Heinrich.

Los modelos paleoclimáticos realizados sugieren que las oscilaciones Dansgaard/Oeschger de la última glaciación han sido determinadas por interacciones del sistema océano-criosfera-atmósfera del Atlántico Norte (Rahmstorf, 1994; Alley et al., 1999; Clark et al., 1999; Clark et al., 2001; Ganopolski & Rahmstorf, 2001; Paillard,

2001; Schmittner et al., 2002). Estos eventos pudieron ser desencadenados por cambios en la liberación de agua dulce hacia el Atlántico Norte. Así, los modelos paleoclimáticos han demostrado que las interacciones hidrológicas entre la circulación oceánica termohalina (THC) y los casquetes glaciales continentales adyacentes pudieron provocar eventos bruscos de calentamiento, y limitar la duración del patrón de circulación interestadial. Los modelos paleoclimáticos han evidenciado que la THC es más sensible durante condiciones glaciares que durante el clima actual: por esta razón, la variabilidad del clima glacial es mayor que la variabilidad del clima interglacial (Labeyrie, 2000; Schmittner et al., 2002).

Existen principalmente tres tipos diferentes de circulación oceánica asociados a los tres estados climáticos principales (Alley et al., 1999; Seidov & Maslin, 1999; Ganopolski & Rahmstorf, 2001), y son (**Fig. 0.5.1**): a) formación de NADW durante clima interglacial (circulación moderna), b) reducción de NADW durante clima glacial (circulación glacial), y c) reducción muy intensa de NADW durante los eventos Heinrich (circulación tipo Heinrich). Así, los saltos adicionales al modo de Heinrich causaron anomalías más fuertes que durante las fases frías de la oscilación Dansgaard-Oeschger.

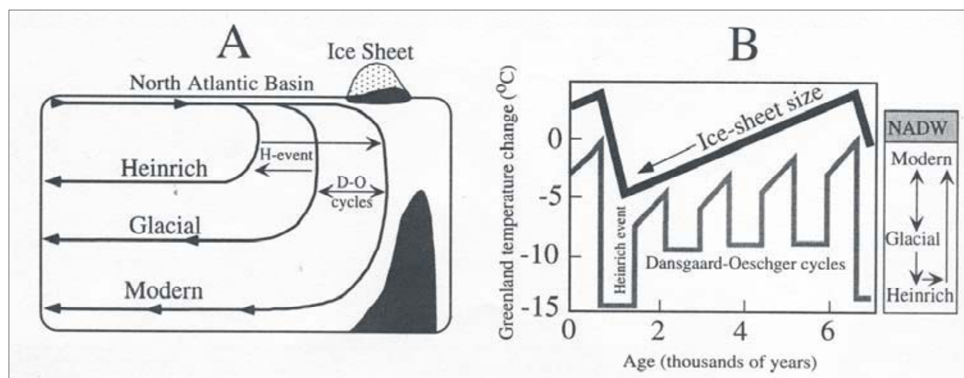


Fig. 0.5.1. (A) Esquema conceptual de los 3 tipos de circulación oceánica: circulación moderna, circulación glacial y circulación tipo Heinrich. (B) Serie temporal idealizada de cambios climáticos entre eventos Heinrich: a la derecha se muestran los cambios en la circulación oceánica asociados a las oscilaciones D/O y a los eventos Heinrich (extraído de Alley et al., 1999).